印度板块俯冲仅到特提斯喜马拉雅之下的地震层析证据

吕庆田 姜 枚 许志琴④ 马开义 A. Hirn㈣

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037; ④中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; ㈣Seismological Dept, IPG, 4 Place Jussieu, 75252 Paris, France)

摘要 利用中法合作布设在藏南 51 个临时地震台记录的数据进行的层析反演结果表明: 印度板块整体仅俯冲到特提斯喜马拉雅之下, 在嘎拉附近俯冲角度变陡并向下延伸到 150 km, 然后逐渐变平, 俯冲前沿限制在雅鲁藏布江缝合线以南. 对应康马、冈底斯岩体以及羊八井_当雄裂谷下方的岩石圈中部表现为低速特征, 它们可能是高温和局部熔融的反映. 该结果有力说明自印度板块和欧亚板块碰撞后, 陆_陆俯冲仅发生在雅鲁藏布江缝合线以南的喜马拉雅地体之下, 高原腹地的地壳缩短和增厚是通过陆内变形完成的.

关键词 **青藏高原 层析反演 特提斯喜马拉雅**

藏南地壳的缩短和增厚普遍认为是通过壳内岩片沿一系列逆冲断层(如 MBT, BCT, MFT 等) 叠瓦而完成的. 这些逆冲断层往深部逐渐变缓与一低角度滑脱断层相接, 印度板块正是沿着这一低角度滑脱层俯冲在喜马拉雅之下[1~3]. 这一观点得到了天然地震震中分布和震源机制解结果的支持[4]. 但是有关印度板块俯冲的细节问题: 比如俯冲前缘、俯冲角度等仍不十分清楚, 而这一问题正是探讨青藏高原形成、演化动力学机制的关键. 在过去的十几年里, 围绕这一问题曾进行过多种方法的地球物理探测, 这些研究结果从不同侧面给出了印度板块俯冲在藏南之下的证据. 如 INDEPTH 深反射[5,6]发现了印度板块俯冲到喜马拉雅之下的滑脱层, 但该滑脱层向北只延伸到康马附近, 再往北的延伸情况仍不清楚. Zhou 等人[7]利用 P 波走时和数值模拟证明了藏南存在高角度延伸到 400 km 的高速体. 本文利用中法合作布设在藏南 51 个临时地震台记录的数据, 利用 ACH[8]层析反演方法对藏南进行了二维层析反演, 目的是通过对地壳和上地幔速度结构的研究, 确定印度板块俯冲前缘的详细几何形态.

1 资料

中国地质科学院与法国国家科研中心地震实验室联合于 1992 年 7~ 11 月在青藏高原南部进行了移动式台站的天然地震观测[9], 台站布设在中尼公路沿线(图 1), 共布设 51 个台站, 台站间距平均 15 km, 并对记录的大量远震数据进行必要的挑选以便进行计算. 数据挑选原则: ( ) 事件为 ISC 列出的大于 4.5 级以上的地震, 且震中距大于 30°, 以避免区域不均匀性对射线走时的影响; ( ) 事件至少有 10 个以上的台站记录, 使走时残差平均值不偏离真平均值太远; ( ) 事件在各台站的记录要有清晰的初动以保证震相提取精度在 ±0.1 s; ( ) 尽可能考虑地震震中的均匀分布. 这样选取了 80 个地震, 并提取了 2 312 个 P 波走时数据. 将剖面上每个台站的走时残差 d_{ij} 减去剖面的平均值, 得到相对走时残差:

$$\Delta d_{ij} = d_{ij} - \left(\sum d_{ij} \right) / n_j,$$

d_{ij} 和 Δd_{ij} 分别为第 i 个台站第 j 次事件的绝对和相对走时残差. n_j 表示第 j 次事件台站数据的个数. 由于选取的地震均为远震, 因此 Δd_{ij} 不受源区构造和深地幔不均匀性的影响, 它仅由

台站下方的速度变化决定.

2 反演方法及结果

由相对走时残差反演台站下方速度结构的方法首先由 Aki 等人[8]提出(称为 ACH 法). 随后又有不少学者提出了不同的模型参数化方法和具体的计算公式[10, 11]. 最简单且常用的参数化方法是将研究区沿垂向分为若干水平层, 每层给定一平均速度 V_{io}, 然后再将每层划分为若干个矩形块, 每一块的速度扰动由观测到的远震 P 波走时残差 δt 求出, 用数学公式表示, 对某一条射线, 穿过模型的走时残差可由下式表示:

$$\delta t = \int_{\text{射线}} \frac{1}{V_{io}} \frac{\delta V}{V_{io}} \mathrm{d}s.$$

式中 V_{io}为模型的参考速度, $\delta V / V_{io}$为相对于模型参考速度的速度扰动. 上述积分方程经模型参数化后可划为线性方程组的求解问题如下[11]:

$$\boldsymbol{d} = \boldsymbol{A}\boldsymbol{m},$$

$\boldsymbol{d}$ 为相对走时残差向量, $\boldsymbol{A}$ 为射线穿过每一块的理论走时矩阵, $\boldsymbol{m}$ 为所求的未知速度扰动向量. 利用随机逆[12]对上述问题求解可得

$$\boldsymbol{m} = (\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{A} + \theta^2 \boldsymbol{I})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}} d,$$

θ 为阻尼系数, 它由数据和模型的方差决定, m 即为所求的每个块体相对平均速度的扰动.

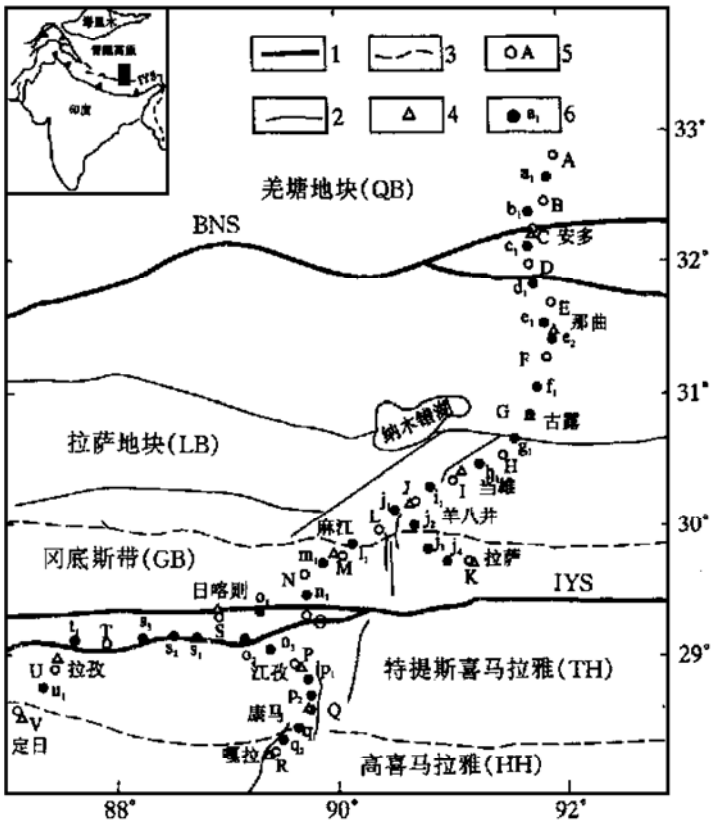

图 1　1992 中法合作青藏高原地震观测台站布设示意图及工区构造格架

1——缝合线, BNS: 班公湖_怒江缝合线, IYS: 雅鲁藏布江缝合线; 2——断裂; 3——块体(带)界线; 4——城镇; 5——三分量台站位置及台站名; 6——单分量台站位置及台站名

理论上讲, 台站下方横向速度变化的确定要求有大量来自不同方向和震中距的射线. 所有的台站几乎呈直线分布(近南北), 而且地震射线大多数来自北东和南东两个方向, 这必然造成东西向射线稀少. 为保证每个模型块都有足够的射线数, 使解更为可靠, 假定模型为二维模型, 即东西向速度均匀. 这种假设对该地区是合理的, 因为该地区的构造主体是东西走向. 初始模型为7层, 深度到400 km, 初始模型参数见表1. 反演结果见图2, 反演结果的评价

表 1　藏南嘎拉_唐古拉山口 P 波走时反演初始模型参数

层数	平均速度/ km•s^{-1}	层厚度/ km	模型长方向块数(NS 向)	块长/ km	模型宽方向块数(EW 向)	块长/ km
1	6.00	10	20	40	1	300
2	6.25	40	20	40	1	300
3	8.10	50	20	40	1	300
4	8.10	50	20	42.5	1	300
5	8.20	50	20	45	1	300
6	8.20	100	20	50	1	300
7	8.20	100	20	55	1	300

通常用解的分辨率和标准误差来衡量, 在误差一定的情况下, 分辨率越高, 解越可靠. 由反演结果给出的模型分辨矩阵主对角线元素值可知, 除第一层外, 其余都有较好的分辨率(大于 0.6) , 标准误差小于 1%, 因此认为反演结果能够较好地解释观测数据.

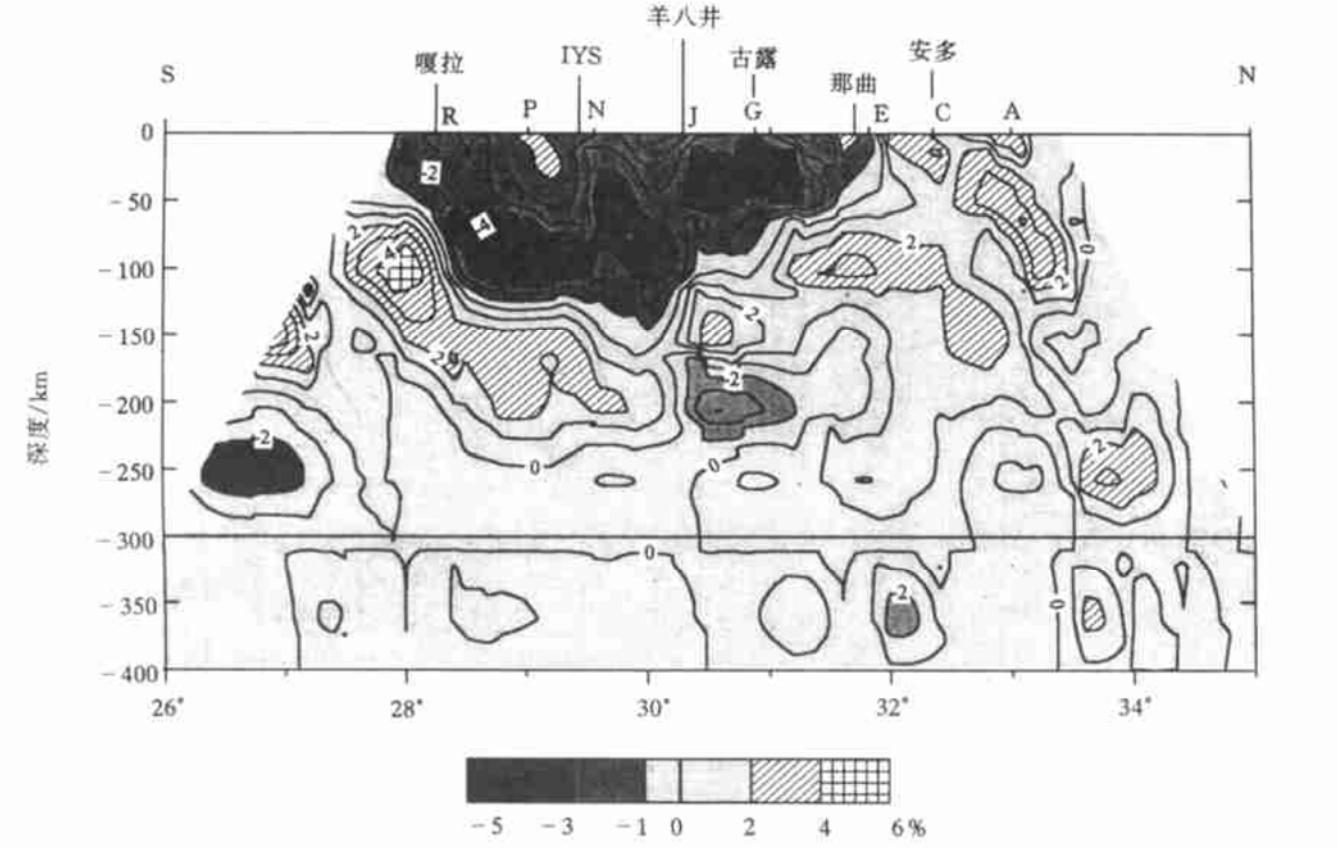

图 2 藏南嘎拉_唐古拉山口二维层析反演结果

图中等值线值表示速度扰动值(以模型平均速度的百分比表示) ; A C …R 为三分量台站名; IYS: 雅鲁藏布江缝合带

3 讨论与结论

图 2 给出的二维反演结果反映了藏南地壳和上地幔的总体结构. 可以看出最突出的特征是在藏南特提斯喜马拉雅下面存在一向北倾斜的高速体. 该高速体在嘎拉附近以较高的角度向下延伸到 150 km, 然后逐渐变平, 但没有超过雅鲁藏布江缝合线. 将该高速体的顶面向南自然延伸, 可与 INDEPTH 深反射[5] 发现的主逆冲断层相连, 组成一完整的俯冲图象. 根据青藏高原地质演化史[13], 推测此高速体代表了俯冲的印度板块. 层析结果显示的另一重要特征是在康马、冈底斯岩体以及羊八井_当雄裂谷下面(50~ 100 km) 存在 3 个相连的低速体, 根据该地区地热活动强烈和高热流值特征, 推测它们可能是岩石圈中下部熔融的岩浆房, 其成因可能与地壳缩短有关. 层析图的北面总体为高速特征, 在地质上对应羌塘地块的南部, 北面高速体和南面低速体的分界线基本上对应班公湖_怒江缝合线. 250 km 以下的上地幔基本上没有明显的速度异常.

地壳和上地幔的结构是理解青藏高原形成演化及地球动力学的关键. 已提出的青藏高原的构造模式可大致分为俯冲模式[1, 14] 和均匀变形模式[15, 16]. 俯冲模式认为青藏高原的隆升是由于印度板块俯冲到青藏高原地壳之下所致; 均匀变形模式认为青藏高原的隆升是由于岩

石圈本身发生塑性缩短增厚,而且增厚的岩石圈地幔在重力和热对流作用下发生剥离. 区分两种模式的关键是弄清藏南的深部构造和印度板块俯冲的几何形态.

在青藏高原两种截然不同的模式之间,层析结果更支持均匀变形模式. 因为如果俯冲模式成立,则应该在青藏高原上地幔存在高速体,而反演结果显示的高速体只位于雅鲁藏布江缝合线以南,这说明印度板块和欧亚板块碰撞后,陆_陆俯冲作用仅发生在喜马拉雅地体之下(从低喜马拉雅到特提斯喜马拉雅),而在高原腹地是以陆内变形来完成大陆地壳的缩短. 在印度板块一侧,地壳岩片的逆冲叠瓦形成了喜马拉雅,而在欧亚大陆一侧,岩石圈的塑性缩短增厚形成了青藏高原这一巨大变形带.

致谢 中、法合作项目是由原地质矿产部和法国国家科研中心联合资助的. 在项目进行过程中曾得到西藏自治区政府、科委、地震局、拉萨地震台以及曾融生院士、赵文津研究员、郭云鳞研究员、高锐研究员等的支持和帮助. 在此一并致谢.

参 考 文 献

1 Argand E. La tectonique de Lasie. 13th Int Geol Congr, 1924, 7: 171~ 372
2 Powell C M, Conaghan P J. Plate tectonics and the Himalayas. Earth Planet Sci Lett, 1973, 20: 1~ 12
3 Scheling D, Arita K. Throust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far_eastern Napal Himalaya. Tectonics, 1991, 10: 851~ 862
4 Ni J, Barazangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. J Geophys Res, 1984, 89: 1 147~ 1 163
5 Zhao W J, Nelson K D. Project INDEPTH team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrustig beneath southern Tibet. Nature, 1993, 366: 557~ 559
6 Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, etc. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. Science, 1996, 274: 1 684~ 1 687
7 Zhou R, Grand S P, Tajima F, etc. High velocity zone beneath the southern Tibetan plateau from P_wave differential travel-time data. Geophys Res Lett, 1996, 23: 25~ 28
8 Aki K, Christofferson A, Husebye E S. Determination of the three-dimensional seismic strueture of the lithosphere. J Geophys Res, 1977, 82: 277~ 296
9 姜 枚,吕庆田,薛光骑. 中、法两国联合进行青藏高原天然地震探测地壳结构的研究. 地球物理学报,1994,37: 412
10 Ellsworth W L, koyanagi R Y. Three-dimensional crust and upper mantle structure of Kilauea volcano. Hawaii J Geophys Res, 1977, 82: 5 379~ 5 394
11 Evans J R, Achauer U. Teleseismic velocity tomograph using the ACH method: theory and application to continental-scale studies. In: Iyer H M, Hirahare K, eds. Seismic Tomograph: Theory and Practice, London: Chapman & Hall, 1993
12 Backus G E, Gilbert J F. Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems. Geophys J R Astr Soc, 1967, 13: 247~ 276
13 吴功建,高 锐,余钦范, 等. 青藏高原"亚东_格尔木地学断面"综合地球物理调查研究. 地球物理学报,1991,34: 552
14 Barazangi M, Ni J. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan Plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. Geology, 1982, 10: 179~ 185
15 Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, etc. The tectonic evolution of Tibetan plateau. Phil Trans R Soc Lond, 1988, A327: 379~ 413
16 Houseman G A, McKenzie, Molnar P. Convective instability of a thickened boundary convergent belt. J Gephys Res, 1981, 86: 6 115~ 6 132

(1997-04-04 收稿, 1997-10-10 收修改稿)